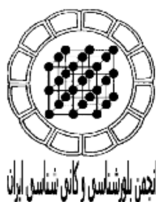
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۸، از صفحهٔ ۶۶۷ تا ۶۸۲



شیمی کانی و شرایط فیزیکی تبلور در توده‌های دیوریتی کرتاسه پسین فیلشور و گفت، جنوب غرب سبزوار

سیده نفیسه هدایتی خرق، حبیب الله قاسمی*، زکیه کاظمی حسنوند

گروه سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۷/۷/۲۸، نسخه نهایی: ۹۷/۱۰/۲۹)

چکیده: توده‌های نفوذی دیوریتی فیلشور و گفت به سن کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارند. سنگ‌های این توده‌ها دارای بافت‌های پورفیری، افیتی، ساب افیتی و میان دانه‌ای در لبه‌ها و دانه‌ای در مرکز هستند و از کانی-های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (در ساب افیتی) به همراه کوارتز (در کوارتزدیوریت‌ها) تشکیل شده‌اند. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها در گروه کلسیمی و از نوع هورنبلند منیزیم‌دار است. ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت تا لابرادوریت متغیر است. دماها و فشارهای بسته شدن و برقراری تعادل در آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها بر اساس روش‌های مختلف دما- فشارسنجی بین ۹۱۸ تا ۷۶۳ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۵/۵ کیلوبار (برابر با فشار عمق‌های ۱۰-۱۸ کیلومتری) به دست آمده است. پیروکسن‌ها در گستره وابسته به پیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار با ترکیب اوژیتی قرار دارند و از یک ماگمای اولیه در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا در فشارهای ۵-۲ کیلوبار بار در دماهای ۱۱۵۰-۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. شیمی کانی آمفیبول و پیروکسن بیانگر سرشت نیمه‌قلیایی ماگما و جایگاه فرافرورانش کمان ماگمایی برای این توده‌های نفوذی است که با محیط جزایر کمانی درون اقیانوسی سنگ-های ماگمایی کرتاسه پسین پهنه اقیانوسی فرافرورانشی سبزوار سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی‌کانی؛ دما- فشارسنجی؛ توده‌های دیوریتی؛ کرتاسه پسین؛ سبزوار؛ ایران.*

مقدمه

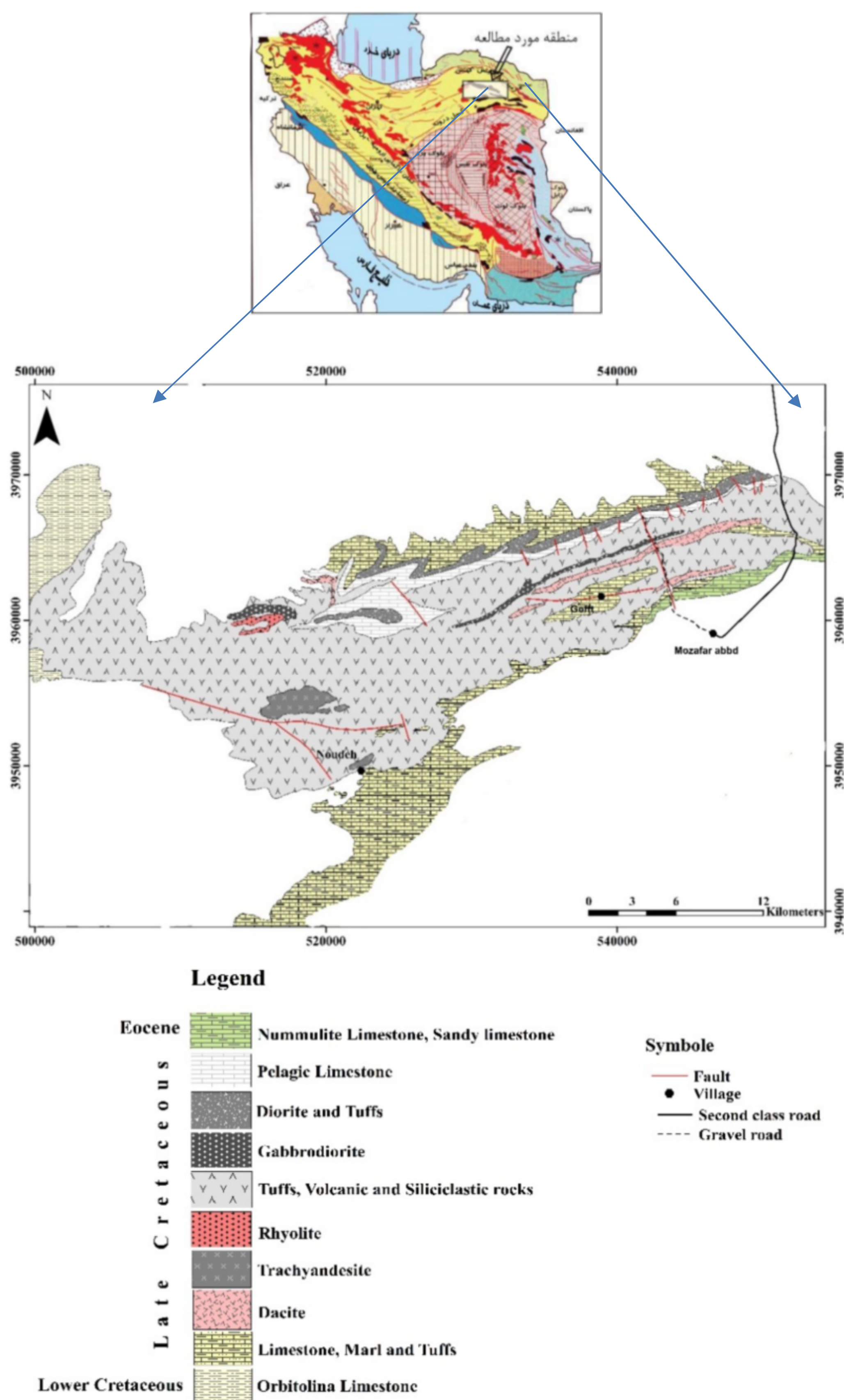
مناطق فیلشور و گفت در جنوب غرب سبزوار در گستره‌ای با طول‌های جغرافیایی °۵۷ ۰۰ تا °۵۷ ′۴۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی °۳۵ ′۲۰ تا °۳۵ ′۴۹ شمالی قرار دارند (شکل ۱). در پژوهش‌های زمین‌شناسی پیشین در این منطقه [۱-۱۱]، به حضور توده‌های آذرین نفوذی درون توالی سنگی کرتاسه پسین اشاره نشده است. به تازگی در پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در منطقه [۱۲-۱۹]، به وجود این توده‌ها پی برده شد و بر ضرورت بررسی سنگ‌شناسی آن‌ها تأکید گردید. سپس هدایتی خرق و کاظمی [۲۰،۲۱] سنگ شناسی این توده‌ها را به دقت بررسی کردند که در اینجا بخشی از یافته‌های آنها ارائه شده و با تکیه بر نتایج به دست آمده از برداشت‌های زمین-شناسی صحرایی، سنگ نگاری و تجزیه‌های ریزپردازشی از کانی‌های سنگ‌ساز این توده‌های نفوذی (آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن)، درک روشنی از شرایط فیزیکی تبلور و جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

گسترش وسیعی از نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی غیرافیولیتی کرتاسه در جنوب غرب سبزوار دیده می‌شود. برونزدهای سنگی منطقه شامل آهک‌های ضخیم لایه و توده‌ای اربیتولین‌دار کرتاسه پیشین و آهک، مارن، توف، داسیت، ریولیت، تراکی-آندزیت و آهک پلاژیک گلوبوترونکانادار کرتاسه پسین است که

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۷۳۵۸۸۱، پست الکترونیکی: habibghasemi45@gmail.com

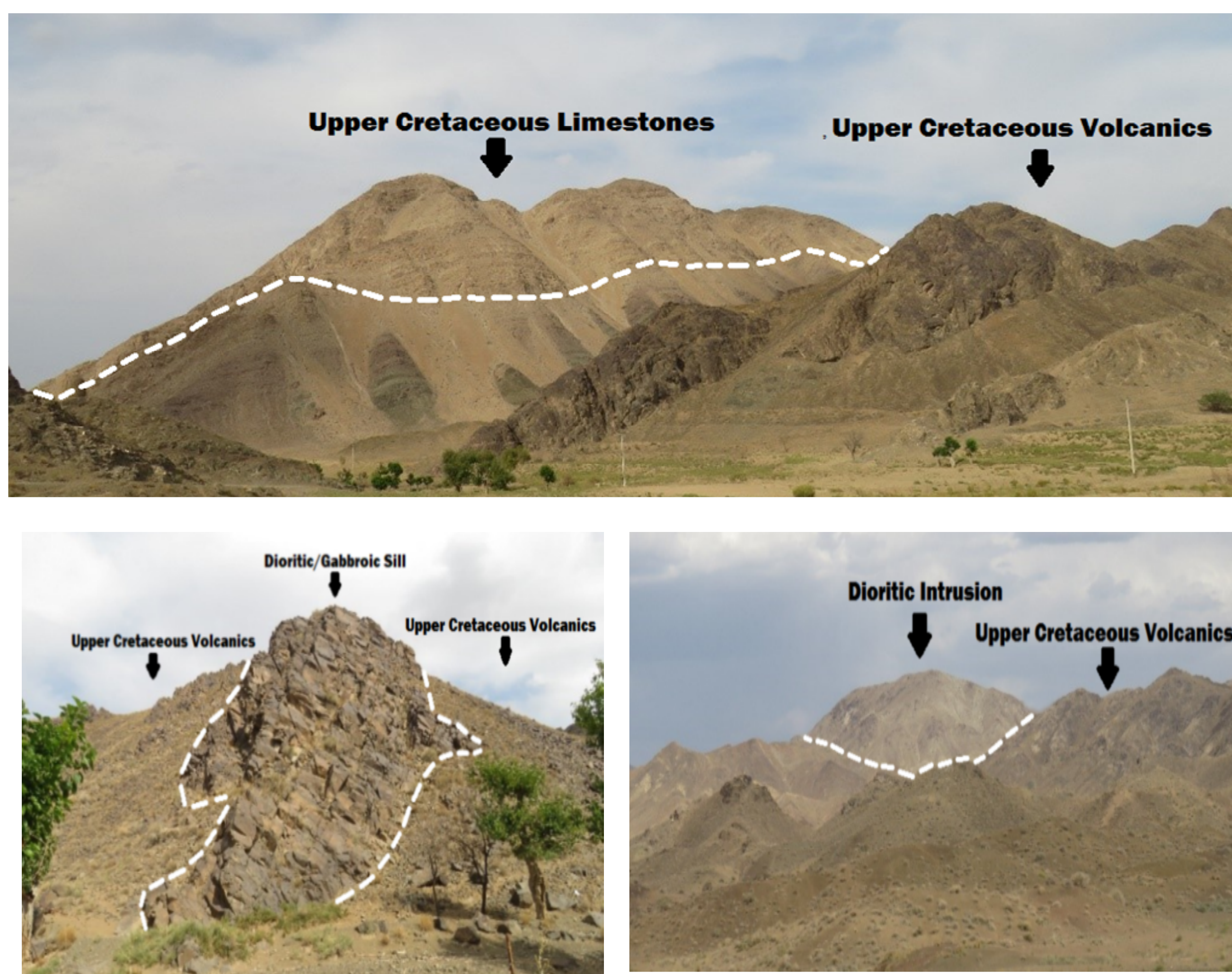
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]



شکل ۱ نقشه ساده زمین‌شناسی از توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه جنوب‌غرب سبزوار [۲۰].

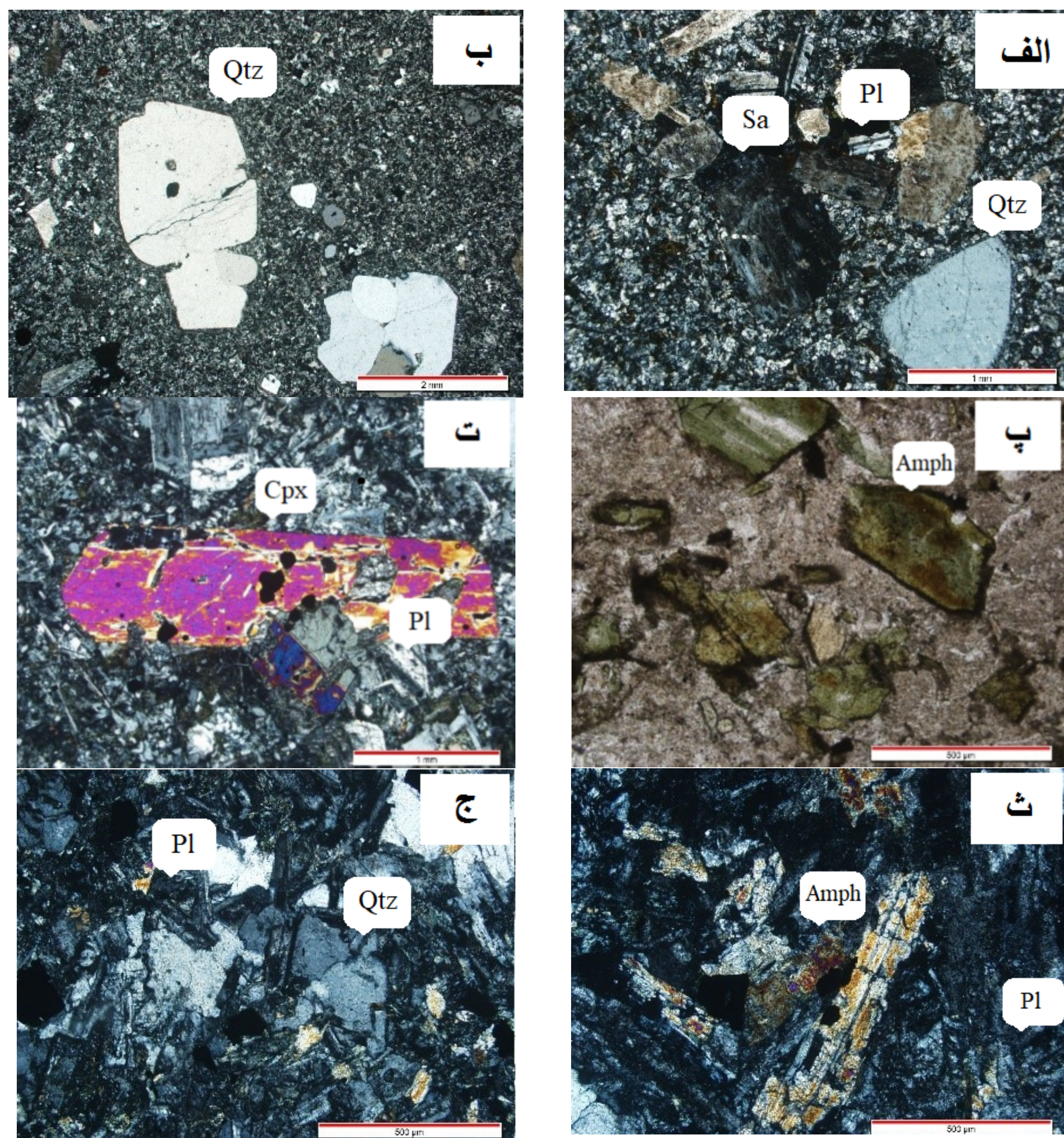
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

توده‌های دیوریتی به سن کرتاسه پسین به درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲). این توده‌ها با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزبان خود تقریباً هم‌سن بوده [۲۰-۲۲] و درحقیقت، معادل نیمه عمیق آن‌ها هستند. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزبان به طور عمده شامل داسیت با بافت گلومروپورفیری (شکل ۳ الف) و ریولیت با بافت پورفیری (شکل ۳ ب) به همراه آذرآواری‌های وابسته (انواع توف، برش و آگلومرا) هستند. توده‌ها دارای ترکیب غالب دیوریتی هستند و به شکل دایک، استوک‌های کوچک و سیل در واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ ب و پ). دیوریت‌ها با حضور درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن و با بافت‌های پورفیری، افیتی، ساب افیتی و میان دانه ای در لبه‌ها (شکل-های ۳ پ، ت) و دانه‌ای (شکل‌های ۳ ث و ج) در مرکز از گسترش خوبی در منطقه برخوردارند و درجه‌های متفاوتی از دگرسانی را نشان می‌دهند. نمونه‌های کمی تیره‌تر گابرودیوریتی، بیشتر دارای پلاژیوکلاز و پیروکسن (شکل ۳ ت) هستند و در نمونه‌های جدایش یافته‌تر و روشن‌تر (کوارتزدیوریت‌ها)، کوارتز دیده می‌شود (شکل ۳ ج). این سنگ‌ها در نمودارهای رده‌بندی زمین‌شیمیایی در گستره گابرودیوریت و سری ماگمایی آهکی قلیایی قرار می‌گیرند [۲۰-۲۲].



شکل ۲ تصاویری از برونزدهای صحرایی سنگ‌های کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار الف) واحدهای آتشفشانی و آهک پلاژیک روی آن‌ها، دید به سمت شمال شرق، ب) یک توده دیوریتی در واحدهای آتشفشانی، دید به سمت جنوب شرق و پ) تصویری از یک سیل دیوریت/گابرویی در داخل واحد آتشفشانی، دید به سمت شرق.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]



شکل۳ تصاویر میکروسکپی از سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار: الف) داسیت با بافت گلومروپورفیری که میزبان توده‌های دیوریتی است (نور XPL)، ب) ریولیت با بافت پورفیری که میزبان توده‌های دیوریتی است (نور XPL)، پ) دیوریت با بافت پورفیری شامل آمفیبول‌های درشت (نور PPL)، ت) گابرودیوریت با بافت پورفیری شامل درشت بلور کلینوپیروکسن دربردارنده میانبار پلاژیوکلاز و کانی تیره (نور XPL)، ث) دیوریت با بافت دانه‌ای شامل از آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای درشت (نور XPL) و ج) کانی کوارتز در کوارتزدیوریت‌ها (نور XPL).

روش پژوهش

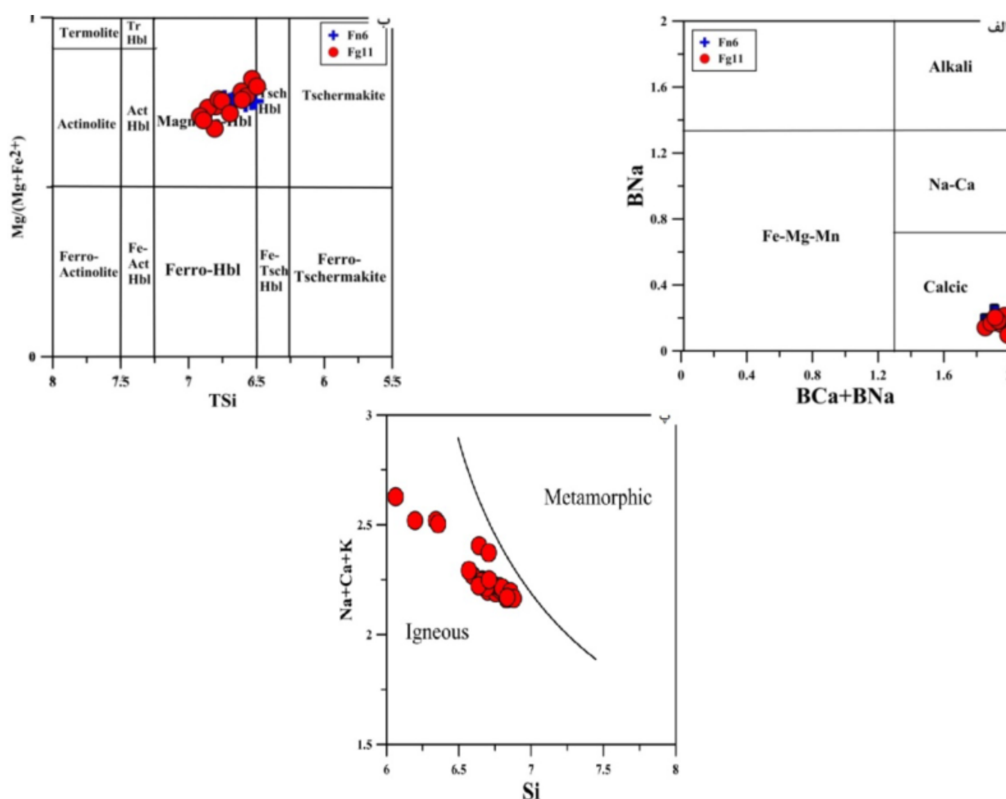
پس ار بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، به منظور بررسی شیمی‌کانی این سنگ‌ها، ۶ مقطع نازک- صیقلی از آن‌ها تهیه شد و کانی‌های اصلی سنگ‌ساز پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول آن‌ها در آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه نیوساوت ولز سیدنی استرالیا تجزیه شدند. این تجزیه‌ها شامل ۷۸ نقطه از بلورهای پیروکسن، ۳۹ نقطه از بلورهای آمفیبول و ۱۱۹ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز بود که به وسیله‌ی دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل JEOL, JXA-8300F با ولتاژ ۲۰kV و جریان ۲۰nA انجام شد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

شیمی کانی‌ها

شیمی آمفیبول

آمفیبول‌ها، قابل استفاده‌ترین کانی‌ها در دما- فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی و آذرین آهکی قلیایی هستند، زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی قلیایی و در گستره‌ی وسیعی از دماها (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشارها (۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدارند. متداول‌ترین آمفیبول در سنگ‌های آذرین شامل آمفیبول‌های کلسیمی آلومینیوم‌دار به‌ویژه هورنبلند است [۲۳، ۲۴]. مقدار Al، Ti، Ca و Na در ترکیب آمفیبول، وابسته به فشار، دما و گریزندگی اکسیژن است. از شیمی آمفیبول می‌توان برای تعیین گریزندگی اکسیژن، ترکیب، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما استفاده کرد. نتایج برآمده از تجزیه نقطه‌ای آمفیبول در سنگ‌های توده‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در جدول ۱ آمده است. برای نامگذاری آمفیبول‌ها از رده بندی مرجع [۲۵] استفاده شده است. برای محاسبه دوباره فرمول بر پایه روش Avg.15-NK,13-CNK نسبت Fe^{3+} برآورد شد، این روش که در آن فرمول کانی بر اساس بیشترین و کمترین Fe^{3+} بهنجار می‌شود، برای هورنبلندهای اشباع از Ca مناسب است [۲۵]. مقدار سدیم در جایگاه B (BNa) کمتر از ۰٫۵ (۰ تا ۰٫۱۴) و مقدار کلسیم در جایگاه B (BCa) بیش از ۱٫۵ است (۱٫۷۲ تا ۲). مجموع کاتیون‌های سدیم و کلسیم B(Ca+Na) مقداری بین ۱٫۸۷ تا ۲ دارد. بر این اساس، آمفیبول‌های نمونه‌های سنگی دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در گستره کلسیمی واقع شده‌اند (شکل ۴ الف). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها از گستره‌ی مگنزیوهورنبلند تا هورنبلندچرماکیتی تغییر می‌کند (شکل ۴ ب). به باور چپل و وایت [۲۶] حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان دهنده وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است. آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی براساس مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si می‌شوند [۲۷]. بر این اساس، همه آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ). آنها همچنین بر اساس شکل ۵ الف در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به منطقه فرافورانش [۲۸] و با سرشت نیمه قلیایی [۲۹] (شکل ۵ ب) قرار می‌گیرند.



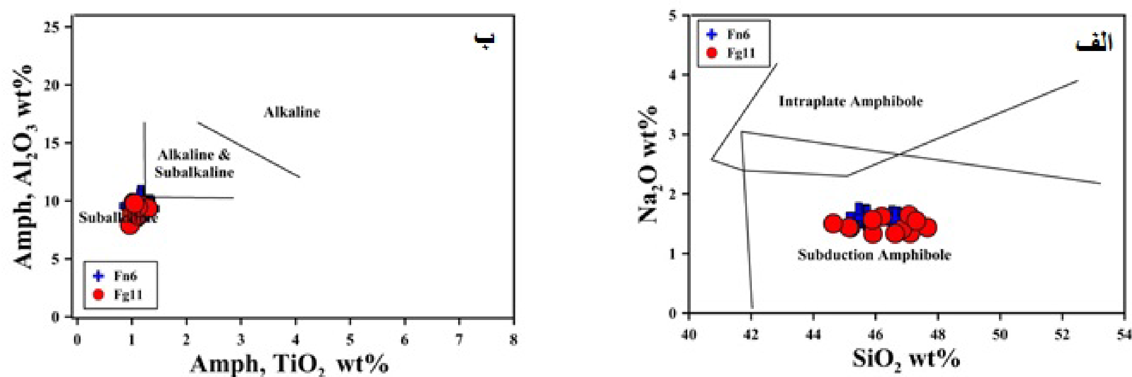
شکل ۴ جایگاه آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در الف و ب) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها [۲۵] و پ) نمودار تفکیک آمفیبول های ماگمایی از دگرگونی [۲۷].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

جدول ۱ میانگین نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن و آمفیبول در نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار (هر نمونه میـانگین ۴ نقطه است).

آمفیبول			کلینوپیروکسن				
نمونه	Fg11	Fn6	Sample	Fn13	Fn11	Fn16	Fn19
SiO_2	۴۵٫۹۲	۴۶٫۲۳	SiO_2	۵۱٫۵۲	۵۲٫۲۷	۵۱٫۵۶	۵۱٫۸۸
TiO_2	۱٫۳۳	۱٫۱۳	TiO_2	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۳۷
Al_2O_3	۹٫۷۵	۹٫۶۳	Al_2O_3	۲٫۰۴	۲٫۱۳	۱٫۷۷	۲٫۱۴
FeO^*	۱۳٫۹۸	۱۵٫۴۳	FeO^*	۱۱٫۳۸	۱۰٫۳۴	۱۳٫۰۷	۱۲٫۵۵
MnO	۰٫۵۴	۰٫۶۵	MnO	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۵۳	۰٫۴
MgO	۱۳٫۶۷	۱۳٫۱۴	MgO	۱۵٫۳۷	۱۵٫۱۴	۱۳٫۷۹	۱۴٫۱۶
CaO	۱۱٫۴۱	۱۱٫۲۲	CaO	۱۹٫۴۶	۱۹٫۶۳	۱۹٫۴۱	۱۹٫۳۶
Na_2O	۱٫۵۶	۱٫۵۷	Na_2O	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۰
K_2O	۰٫۲۲	۰٫۲۱	K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۷٫۸	۹۹٫۲۸	Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
کل Al	۱٫۶۵	۱٫۶۲	مجموع	۱۰۱٫۷	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۵۱	۱۰۱٫۰۸
جایگاه های T			جایگاه های T				
Si	۶٫۶۱	۶٫۶۰	Si	۱٫۹۲	۱٫۹۳	۱٫۹۲	۱٫۹۲
Al^{iv}	۱٫۳۸	۱٫۴۰	Al^{iv}	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷
جایگاهM1,2,3 های			Fe(iii)	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al^{vi}	۰٫۲۷	۰٫۲۲	کل T	۲	۲	۲٫۰۰	۲٫۰۰
Ti	۰٫۱۱	۰٫۱۲	جایگاه های M1				
Fe^{3+}	۰٫۷۲	۰٫۸۵	Al^{vi}	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Mg	۲٫۹۳	۲٫۸۱	Fe^{3+}	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Mn	۰۶	۰۸	Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۷۲	۰٫۹	Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
جایگاهM4			Fe^{2+}	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۴
Fe	۰٫۰۷۵	۰٫۰۸	Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۱٫۷۶	۱٫۷۲	کل M1	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۶
Na	۰٫۱۶	۰٫۲۰	جایگاه M2				
A site			Mg	۰٫۸۳	۰٫۸۱	۰٫۷۶	۰٫۷۶
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	Fe(ii)	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۴
Na	۰٫۲۷	۰٫۲۳	Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۴	۰٫۰۴	Ca	۰٫۷۶	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۷۵
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۲۴	۱۵٫۲۷	Na	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe#	۰٫۳۶	۰٫۳۹	K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg/Fe^{2+}	۳٫۱۳	۲٫۸۵	کل-M2	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۴	۱٫۶۳
Mg/Fe	۱٫۷۵	۱٫۵۵	اوژیت	۹۸٫۱۹	۹۸٫۰۳	۹۸٫۰۱	۹۸٫۱۴
XMg	۰٫۵۹	۰٫۵۷	Wo	۳۸٫۶۵	۳۹٫۶۸	۳۹٫۱۳	۳۹٫۰۸
			En	۴۲٫۴۹	۴۲٫۵۸	۳۸٫۶۸	۳۹٫۷۷
			Fs	۱۸٫۱۹	۱۶٫۹۲	۲۱٫۴۱	۲۰٫۴۰
			Ac	۰٫۷۱	۰٫۸۱	۰٫۷۷	۰٫۷۳

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]



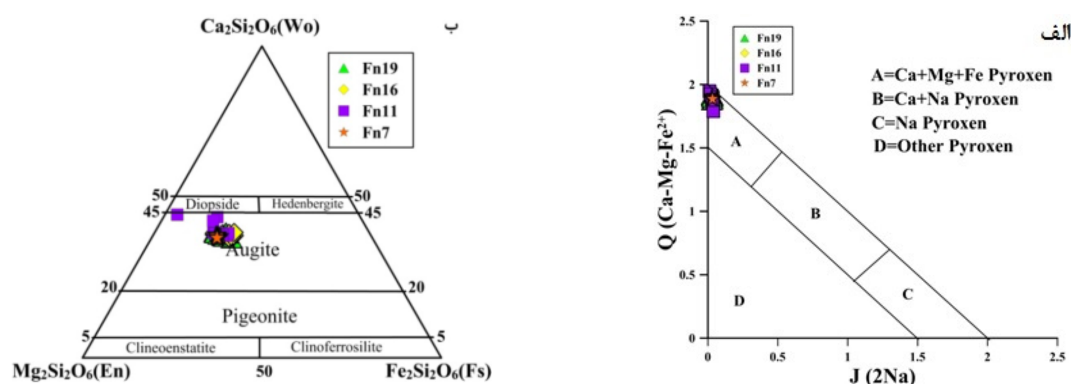
شکل ۵ جایگاه آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در الف) نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۲۸] و ب) نمودار ارزیابی ماهیت ماگمای سازنده این سنگ‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول [۲۹].

شیمی کلینوپیروکسن

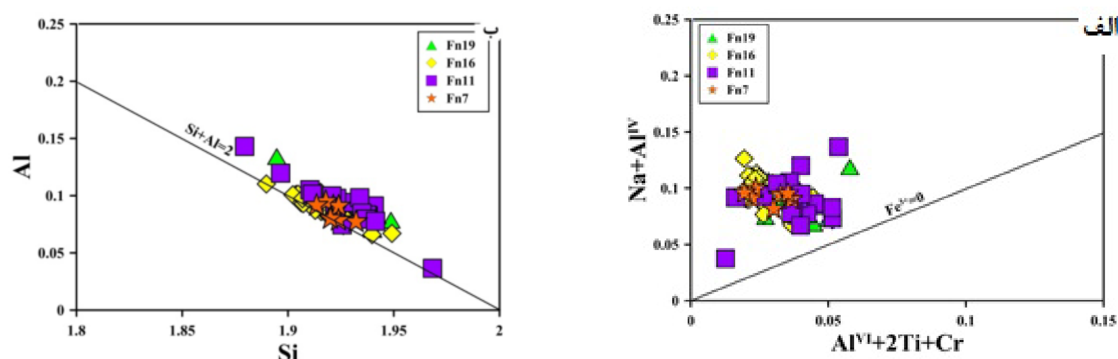
پیروکسن‌ها یکی از مهم‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین هستند و بررسی ترکیب شیمیایی آن‌ها اطلاعات بسیار مهمی درباره خاستگاه ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی آن (دما، فشار و گریزندگی اکسیژن) به دست می‌دهد. یکی از کانی‌های سنگ‌ساز اصلی توده‌های دیوریتی و به ویژه گابرودیوریتی منطقه پیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی سنگ به حساب می‌آید. نتایج برآمده از تجزیه نقطه‌ای این کانی در نمونه‌های سنگی دیوریتی- گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در جدول ۱ آمده است. پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند. این پیروکسن‌ها در نمودار J– Q رده‌بندی پیروکسن‌ها [۳۰] در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار و فقیر از سدیم قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). همچنین در نمودار مثلثی Wo-En-Fs، نمونه‌های مورد بررسی در گستره اوژیت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ب) [۳۰]. ترکیب پیروکسن‌ها در سنگ‌های منطقه در حد $Wo_{39.42}$ $En_{42.68}$ $Fs_{17.50}$ با عدد منیزیم (Mg/Mg+Fe) حدود ۷۱-۷۸ است. مقدار Fe^{3+} در پیروکسن-ها بستگی به مقداراکسیژن محیط تشکیل آن‌ها دارد و براساس نمودار تغییرات Al^{IV}+Na نسبت به Al^{VI}+2Ti+Cr قابل ارزیابی است [۳۱]. چنانکه در شکل ۷ الف دیده می‌شود، نمونه‌ها در گستره‌ی بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند که نشانه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌هاست. با این حال، کمرون و همکارش [۳۲] به فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شدند که هر چه فاصله‌ی نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد، مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. با توجه به اینکه مجموع کاتیون‌های جایگاه چاروجهی در فرمول ساختاری کلینوپیروکسن برابر با ۲ است، در نمودار مقدار Al نسبت به Si موجود در کلینوپیروکسن (شکل ۷ ب)، همه نمونه‌ها در بالای خط Si + Al = 2 قرار می‌گیرند. بنابراین در کلینوپیروکسن‌ها، جایگاه‌های چاروجهی با کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) اشغال شده و بقیه‌ی کاتیون-های Al اضافی (Al^{VI}) در جایگاه هشت وجهی وارد شده‌اند. قرارگیری نمونه‌ها در زیر این خط نشان می‌دهد که نه تنها همه‌ی کاتیون‌های Si و Al وارد جایگاه هشت وجهی شده‌اند، بلکه به دلیل پر نشدن این جایگاه، کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر چون Ti، Cr و Fe^{3+} نیز وارد آن شده‌اند. به عبارت دیگر، چنین پیروکسنی دارای آلومینیوم هشت وجهی (Al^{VI}) نیست.

شیمی پلاژیوکلاز

فرمول ساختاری پلاژیوکلازها به ازای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. نتایج برآمده از تجزیه نقطه‌ای این کانی در سنگ-های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در جدول ۲ آمده است. در شکل ۸، ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار مثلثی Ab-An-Or [۳۳] آورده شده است. چنان که دیده می‌شود، پلاژیوکلازها به رأس آنورتیت نزدیک‌تر بوده و در گستره آنورتیت تا لابرادوریت واقع می‌شوند.



شکل ۶ جایگاه کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در الف) نمودار Q –J [۳۰] و ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۳۰].

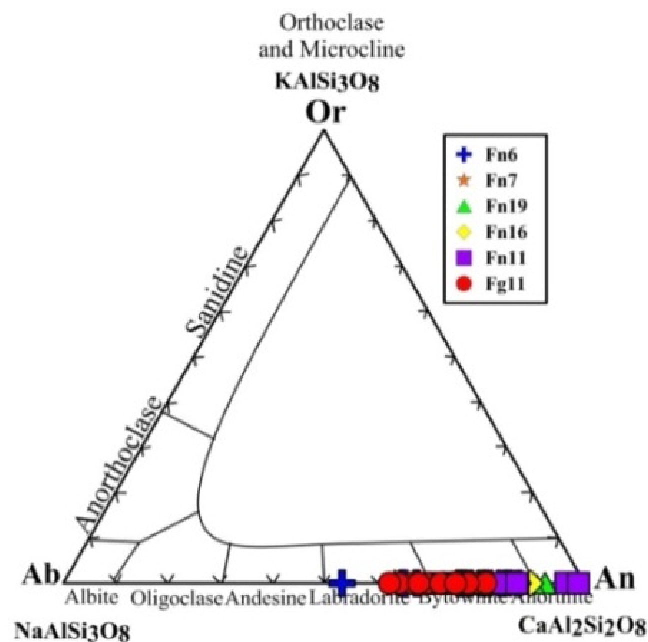


شکل ۷ جایگاه کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در الف) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور پیروکسن‌ها [۳۱] و ب) نمودار تعیین میزان اشباعی در جایگاه چاروجهی کلینوپیروکسن‌ها [۳۱].

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانیتوئیدی جنوب‌غرب سبزوار (هر نمونه میانگین ۴ نقطه است).

نمونه	Fn11	Fn16	Fn13	Fn6	Fn19	Fg11
SiO_2	۴۷٫۵۰	۴۸٫۱۰	۴۸٫۷۹	۵۱٫۱۰	۴۸٫۱۶	۴۸٫۶۲
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al_2O_3	۳۲٫۸۳	۳۲٫۴۴	۳۲٫۷۱	۳۱٫۳۴	۳۲٫۷۰	۳۱٫۹۳
FeO^*	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۰٫۲۵	۰٫۸۸	۰٫۲۷
MnO	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۰
CaO	۱۶٫۶۳	۱۶٫۴۱	۱۷٫۰۵	۱۴٫۰۹	۱۶٫۵۹	۱۵٫۲۶
Na_2O	۱٫۵۸	۲٫۲۶	۲٫۰۹	۰٫۰۷	۲٫۱۸	۳٫۰۰
K_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۶
مجموع	۹۵٫۷۹	۱۰۰٫۲۹	۱۰۱٫۶۸	۱۰۱٫۱۹	۱۰۰٫۵۸	۹۹٫۱۵
Si	۲٫۲۱	۲٫۲۰	۲٫۲۱	۲٫۳۲	۲٫۲۰	۲٫۲۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۲٫۷۵	۱٫۷۶	۱٫۷۴	۱٫۶۶	۱٫۷۰	۱٫۷۳
Fe	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Ca	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۶۳	۰٫۸۱	۰٫۷۵
Na	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۰٫۲۶
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع کاتیون ها	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰
Ab	۱۴٫۷۹	۲۰٫۶۴	۱۸٫۰۹	۳۲٫۰۴	۱۹٫۱۲	۱۶٫۷۰
An	۸۴٫۴۰	۷۹٫۰۹	۸۱٫۶۵	۶۷٫۵۴	۸۰٫۶۳	۷۴٫۲۵
Or	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]



شکل ۸ جایگاه پلاژیوکلازهای سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها [۳۳].

زمین‌دما- فشارسنجی با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز

آمفیبول یکی از فراوانترین کانی‌های تیره در توده‌های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار است. این امر نشان می‌دهد که ماگمای در حال تبلور این توده‌ها سرشار از سازنده آب بوده است. آمفیبول بهترین کانی برای دما-فشارسنجی سنگ‌های آذرین آهکی- قلیایی است، زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی- قلیایی، بدون توجه به ترکیب‌های بازی- حدواسط یا اسیدی، متبلور می‌شود [۳۴].

زمین فشارسنجی

آمفیبول‌های توده‌های آذرین نفوذی به طور گسترده‌ای برای برآورد فشار و عمق جایگزینی این توده‌ها استفاده شده‌اند [۳۵، ۳۶]. روش‌های فشارسنجی بر اساس آمفیبول، بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در آمفیبول استوار هستند، زیرا مقدار Al در ارتباط مستقیم با فشار یا عمق جایگیری توده‌هاست. هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها بیشتر باشد، عمق محاسبه شده بیشتر خواهد بود؛ ولی مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌ای از عوامل تغییر کرده و در نتیجه باعث خطا در فشار محاسبه شده می‌شود. بنابراین، آمفیبول‌ها باید دارای ویژگی‌هایی باشند تا تعیین فشار توسط آن‌ها به طور واقعی انجام شود [۳۵، ۳۶]. نخستین ویژگی، وجود مجموعه کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، اکسیدهای آهن- تیتانیم و اسفن (تیتانیت) در سنگ است. عوامل مؤثر دیگر شامل فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و ترکیب سنگ کل هستند که همه در مقدار Al موجود در آمفیبول نقش دارند. بنابراین، ترکیب آمفیبول نشانگر فشار یا عمق تبلور و انجماد ماگما است. در همه‌ی روش‌های برآورد فشار به جز روش مرجع [۳۷]، فشار فقط براساس مقدار Al موجود در آمفیبول و بدون توجه به عوامل دیگری چون دما محاسبه می‌شود. با استفاده از نمودار Al_{tot} نسبت به $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ [۳۸] می‌توان گفت که آمفیبول‌های توده‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در گستره‌ی فشارهای ۳ تا ۵،۵ کیلوبار (عمق تقریبی ۱۰ تا ۱۸ کیلومتر) متبلور شده‌اند (شکل ۹ الف). همچنین در نمودار Al_{tot} نسبت به Ti [۳۹]، آمفیبول ها در گستره فشار متوسط جای گرفته‌اند و این موضوع تأیید می‌شود (شکل ۹ ب).

زمین دماسنجی (هورنبلند- پلاژیوکلاز)

روش هولاند و بلوندی [۲۳]

مهم‌ترین و شاید پرکاربردترین روش تعیین دمای توده‌های نفوذی حدواسط، روش زمین دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز با سه رابطه‌ی متفاوت است. این روش، یکی از روش‌های متداول

برای دماسنجی سنگ‌های آهکی- قلیایی محسوب می‌شود. هولاند و بلوندی [۲۳] روشی را برای دماسنجی بر اساس واکنش ادنیت- ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز همزیست ارائه کردند. در این روش، پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشند. در این پژوهش نیز تنها از پلاژیوکلازهایی استفاده شد که منطقه‌بندی نداشتند و با آمفیبول‌هایی که دما-فشارسنجی شدند، کاملاً همزیست بوده‌اند. این زمین دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قابل استفاده است. از آنجا که محاسبه‌ی دما در این روش زمین دماسنجی وابسته به فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. فشار در همه‌ی روابط دماسنجی با استفاده از زمین فشارسنجی زیر [۳۸] محاسبه شد:

$$T\ (\pm 311\ kbar) = 0.677\ P(kbar) - 48.98 + Y_{Ab}/ -0.0429 - 0.0083144 Ln(Si\text{-}4/8\text{-}Si) X_{Ab}^{Plg} \quad (۱)$$

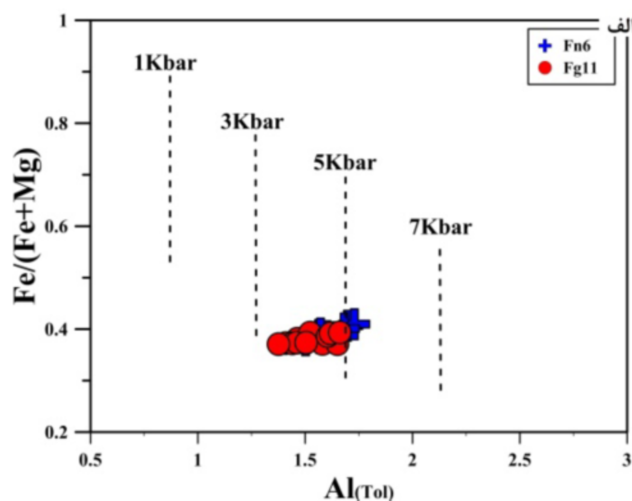
در این رابطه T دمای تعادل بر حسب کلوین، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول ساختاری آمفیبول، X_{Ab}^{Plg} درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است و مقدار Y_{Ab} نیز از روابط زیر به دست می‌آید:

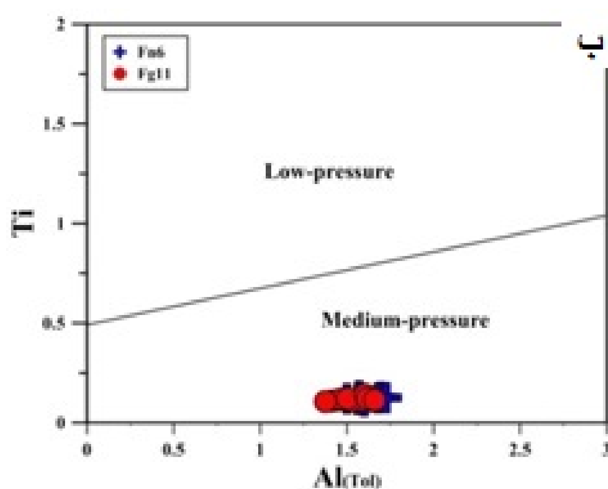
$$X_{Ab}>0.5,\ Y_{Ab}=0,\ X_{Ab}<0.5, Y_{Ab}=8.06+25.5(1-X_{Ab})^2 \quad (۲)$$

با استفاده از این روش، دمای تعادل و توقف تبادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه‌های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار از ۷۶۳ درجه‌ی سانتیگراد تا ۹۱۸ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمده است (جدول ۳).

روش وینهال و همکاران [۲۴]

[۲۵] رابطه‌ی $T(^oC) = 654.9 + 25.3P$ را در فشارهای ۲۰-۱ کیلوبار و گریزندگی اکسیژن هماتیت، مگنتیت-کوارتز، فایالیت، مگنتیت (HM-QFM) برای تعیین دمای تعادل آمفیبول همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کردند. بر اساس این رابطه، میانگین دمای تعادل و توقف تبادل در توده‌های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار ۷۶۷ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمد، که تا حدی به نتایج دماسنجی به روش هولاند و بلوندی نزدیک است (جدول ۳).





شکل ۹ جایگاه آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در الف) نمودار Al_{tot} نسبت به $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ [۳۸] و ب) نمودار Al_{tot} نسبت به Ti [۳۹].

جدول ۳ میانگین دمای به دست آمده از روش‌های دماسنجی آمفیبول در توده‌های گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار.

نمونه	روش الف [۲۳] T(°C)	روش ب [۲۴] T(°C)
Fn6	۹۱۸	۷۷۴
Fg11	۹۰۰	۷۶۳

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آمفیبول‌ها

یکی از روش‌های محاسبه مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^{*}/(Fe^{*}+Mg) > 0.3$ هستند [۳۷]. این شرایط برای آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه صادق است. بررسی‌ها نشانگر تشکیل آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه در شرایط گریزندگی اکسیژن بالاست (شکل ۱۰). تغییر ترکیب آمفیبول‌ها ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگماست. در واقع، هرچه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه‌ی آمفیبول جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله Al می‌شود [۳۴]. این ادعا با محاسبه‌ی مقدار گریزندگی اکسیژن از رابطه‌ی زیر [۴۰] تأیید می‌شود:

$$\mathrm{Log}f\mathrm{o}_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142\,(P-1)/T \qquad (۳)$$

براساس این رابطه، مقدار میانگین $\mathrm{Log}f\mathrm{o}_2$ در زمان تشکیل سنگ برابر با ۱۹٫۴- بوده است (جدول ۴). گریزندگی بالای اکسیژن نشانگر تشکیل این توده‌ها در جایگاه مرزهای ورقه‌ای همگراست [۳۷].

فشارسنجی کلینوپیروکسن

در برخی از پژوهشگرها (برای مثال، [۴۱]) نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV}، $(Ti+Al^{IV})/Si$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها به عنوان فشارسنج به کار رفته‌اند. در نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} ، نمونه‌های دیوریتی-گابرودیوریتی منطقه در گستره‌ی با فشار پایین تا متوسط یعنی در گستره سنگ‌های آذرین نفوذی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). به طورکلی، کلینوپیروکسن‌های سرشار از Al نسبت به نمونه‌های فقیر از Al در فشار پائین‌تری تشکیل شده‌اند. با توجه به بالا بودن مقدار Al در کلینوپیروکسن‌های دیوریت‌ها-گابرودیوریت‌های منطقه می‌توان گفت که آن‌ها در فشارهای پائین تشکیل شده‌اند. مقدار Al در کلینوپیروکسن‌های فشار بالا با واکنش (۴) و در نمونه‌های فشار پایین با واکنش (۵) کنترل می‌شود:



$$NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2 \qquad (۴)$$



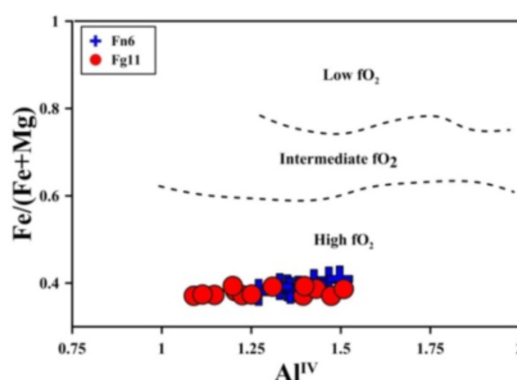
$$CaAl_2Si_2O_8 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2 \qquad (۵)$$

برای تعیین عمق مخزن ماگمایی از Al موجود در ساختار پیروکسن‌ها استفاده شد. برخی پژوهشگران تأکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و هشتوجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است (برای مثال، [۴۲]). با این مدل، فشار ۵ کیلوبار و مقدار آب تقریباً ۱۰ درصد برای تبلور کلینوپیروکسن از ماگمای توده‌های دیوریتی-گابرودیوریتی منطقه به دست آمد (شکل ۱۱ ب). همچنین به منظور تعیین فشار از نمودار XPT نسبت به YPT [۴۳] نیز استفاده شد (شکل ۱۲). در این نمودار که فشار به صورت ترسیمی نمایش داده شده است، محورهای X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده‌اند:

$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO(tot) - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \qquad (۶)$$

$$YPT = 0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(tot) + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \qquad (۷)$$

با توجه به شکل ۱۲، فشار تبلور پیروکسن در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۵-۲ کیلوبار برآورد شد.

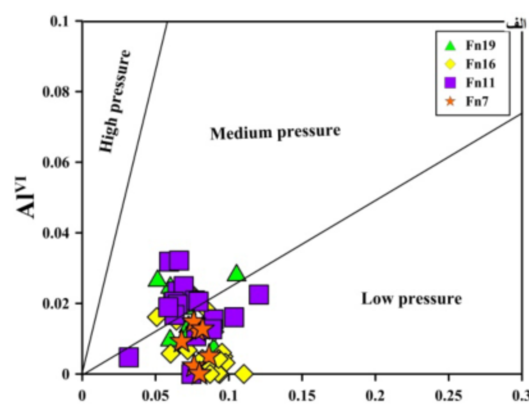


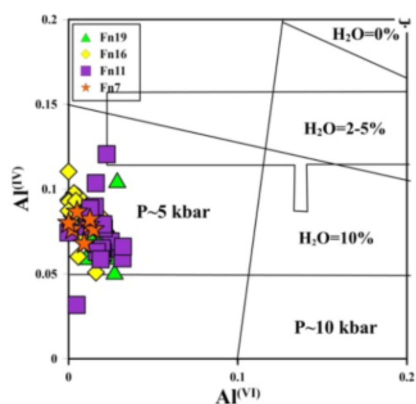
شکل ۱۰ جایگاه آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به Al^{IV} برای تعیین میزان گریزندگی اکسیژن [۳۷].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

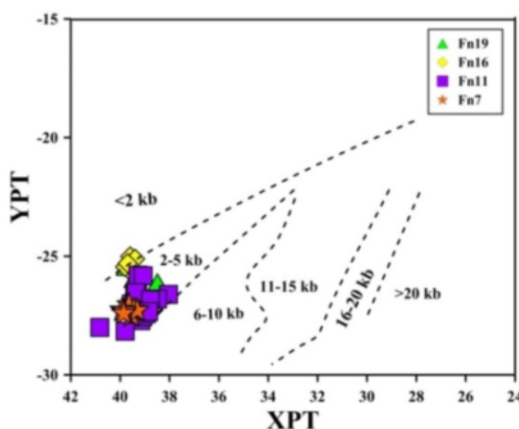
جدول ۴ مقادیر میانگین محاسبه‌ی شده $Log fo_2$ در توده‌های گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوبغرب سبزوار.

نمونه	$Log fo_2$	نمونه	$Log fo_2$
Fn6-1	-18.91	Fg11- 2	-20.7





شکل ۱۱ جایگاه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوبغرب سبزوار در الف) نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۴۱] و ب) نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} برای تعیین مقادیر فشار و آب ماگما [۲۸].



شکل ۱۲ جایگاه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوبغرب سبزوار در نمودار XPT نسبت به YPT [۴۳].

دماسنجی کلینوپیروکسن

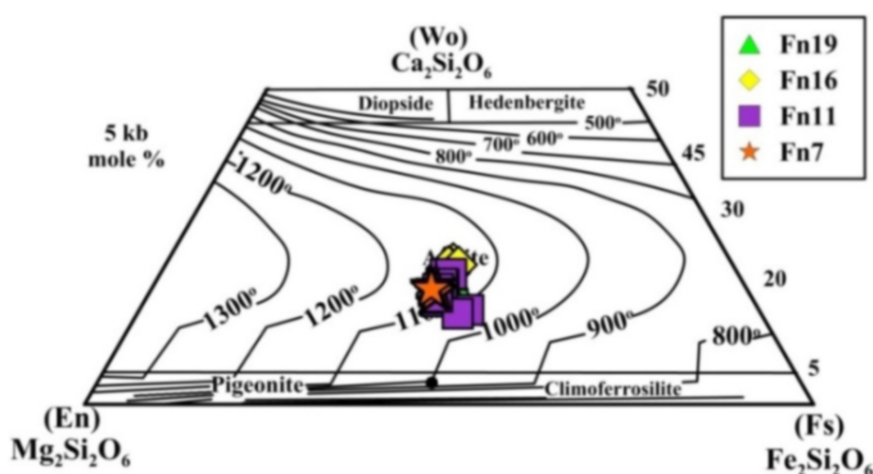
برای تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های توده‌های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار، از دماسنج تک کلینوپیروکسن [۴۴] استفاده شد (شکل ۱۳). به این ترتیب، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمد. از این نمودار برای پیروکسنی می‌توان استفاده کرد که مجموع Wo+En+Fs آن بیش از ۹۰ درصد باشد که در مورد کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی صادق است. همچنین به منظور تعیین دما از نمودار XPT نسبت به YPT [۴۵] نیز استفاده شد (شکل ۱۴) و دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در دیوریت‌ها-گابرودیوریت‌های منطقه حدود ۱۱۵۰- ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمد.

دماسنجی براساس رابطه پیشنهادی برترند و همکارش [۴۵] براساس رابطه زیر انجام شد:

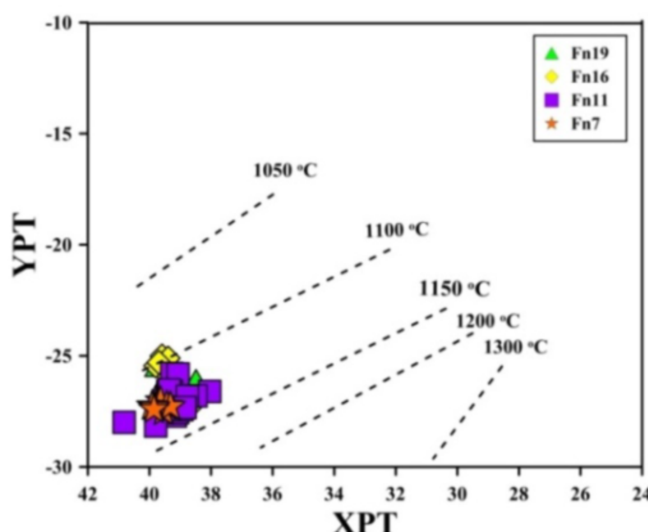
$$T^{Cpx} = (33696 + 45.45P)/(17.61 - 8.314Ln[(1 - X_{Ca}^{M2})/0.95] - 12.13[X_{Ca}^{M2}]^2 \quad (۸)$$

در این رابطه، X_{Ca}^{M2} مقدار Ca در جایگاه M2 فرمول شیمیایی پیروکسن‌هاست. با استفاده از این رابطه و میانگین فشار تشکیل پیروکسن بر حسب کیلوبار، دمای حدود ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد برای تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های دیوریتی-گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار به دست آمد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]



شکل ۱۳ جایگاه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار مثلثی Wo+En+Fs [۴۴].



شکل ۱۴ جایگاه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرودیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار XPT نسبت به YPT [۴۵] .

برداشت

توده‌های نفوذی با ترکیب حدواسط جنوب غرب سبزوار به سن کرتاسه پسین که برای نخستین بار در این پژوهش بررسی شدند، دارای ترکیب کلی دیوریتی و ویژگی‌های گرانیتوئیدی-های با خاستگاه آذرین (I) هستند. این توده‌ها به شکل دایک، سیل و استوک‌های کوچک در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین تزریق شده و بیشتر از آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌اند. بررسی نتایج تجزیه شیمی کانی این توده‌ها نشان می‌دهد که ماگمای مادر سازنده آن‌ها با سرشت آهکی-قلیایی، در جریان فرورانش درون اقیانوسی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در زمان کرتاسه پایانی در یک محیط جزیره کمانی تشکیل شده است. دماها و فشارهای بسته شدن و برقراری تعادل در آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها بر اساس روش‌های مختلف دما- فشارسنجی بین ۹۱۸ تا ۷۶۳ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۵،۵ کیلوبار (برابر با فشار عمق‌های ۱۰-۱۸ کیلومتری) به دست آمده است. پیروکسن‌ها از یک ماگمای اولیه در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا در فشارهای ۵-۲ کیلوبار در دماهای ۱۱۵۰-۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. اگرچه کانی‌های سازنده سنگ‌ها در عمق‌های متوسط پوسته متبلور شده‌اند اما جایگزینی نهایی ماگما در اعماق کم و به شکل دایک، سیل و توده های نفوذی کوچک بوده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی و معنوی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفته است که از آنان قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Alavi – Tehrani N., *"Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran)"*, PhD thesis, The University of Saarbrucken, Germany (1976).

[2] Bauman A., Spies O., Lensch G., "*Strantium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran"*, Final report Geology Survey of Iran Report no (1983) 51.

[3] Khalatbari M., Babaie H., Gani M., *"Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 70–71 (2013) 209–230.

[4] Lindenberg H.G., Gorler K., Ibbeken H., *"Stratigraphy, structur and orogenetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE Iran"*, GSI, Rep. NO. 51 (1983) 120-142.

[5] Noghreyan M. K., *"Evolution geochimique, mineralogique et structurale dùne edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central), NE de Iran"*, PhD theses, University de Nancy, France (1982) .

[6] Pilger A., *"Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge"*, Clausthaler Geol Abh 8 (1971) 1–27.

[7] Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi M., Moin Vazir H., *"Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri -Tethyan oceans in central Iran"*, Terra Nova 22 (2010) 26-34.

[8] Shafaii H., Kheder M., Arai Sh., Stern R., Ghorbani Gh., Tamura A., Ottley CH., *"Arc-related harzburgite–dunite –chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. Gondwana Research"*, (2015) 65–66.

[9] Shojaat B., Hassanipak A. A., Mobasher K., Ghazi A. M.,*"Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran"*,Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 1053-1067.

[10] Spies O., Lensch G., Mihm A., *"Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran). Geodynamic project (Geotraverse) in Iran"*, GSI, Rep No. 51 . (1983).

[11] Vaziri-Tabar F., *"Geologie and petrographie der ophiolithe und ihrer vulcanosedimentaren Folgeprodukte im ostleil des Bergzugs nordlich Sabzevar Khorasan (Iran)"*, PhD thesis University of Saarbrucken, German (1976).

[12] Maghfouri S., Rastad I., Mousivand F., *"The ore facies of sulfide deposit of Nudeh copper, southwest of Sabzevar"*, The 15th Iranian Geological Society. Tarbiat Moallem University, Tehran (2016).

[13] Maghfouri S., *"Geology, Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Cu Mineralization within Late Cretaceous Volcano-Sedimentary Sequence in Southwest of Sabzevar, with emphasis on the Nodeh Deposit*", MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (2012).

[14] Taghizadeh S., *"Mineralogy, geochemistry and genesis of the Zakeri Mn deposit, southwest of Sabzevar"*, MSc thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Semnan, Iran (2014).

[15] Nasrollahi A., *"Mineralogy, geochemistry and genesis of manganese mineralization in Cretaceous volcano-sedimentary sequence in the southwest Sabzevar, with an emphasis on Nodeh manganese deposit",* MSc thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Semnan, Iran (2014).

[16] Tashi M., Mossivand F., Ghasemi H., *"Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood"*, In: International Workshop on IWTOMA 2014, October12-16, Wuhan, China(2014) .

[17] Tashi M., Mousivand F., Ghasemi H., *"The pattern occurrence of natural copper*

"Nomenclature of amphiboles, additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature", American Mineralogist 89 (1997) 883-887.

[26] Chappell B. W., White A. J. R, "*Two contrasting granite types*",25 years later, Australian Journal of Earth Science 48 (2001) 489–499.

[27] Leake B. E., *"On aluminous and edenitic hornblendes*", Mineralogical Magazine 3. (1971) 8-389

[28] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly C. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*, Lithos 99. (2007) 68-84.

[29] Molina J., Scarrow J., Montero P. G., Bea, F., *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia*", Contribution to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

[30] Morimoto N., "*Nomenclature of pyroxenes"*, Fortschr mineral 66 (1988) 237-252.

[31] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "*Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts American Mineralogist*", 64 (1979) 501-513.

[32] Cameron M., Papike, J. J., *"Structural and chemical variations*. American Mineralogist 66 (1981) 1-50.

[33] Deer W.A., Howie A., Zussman J., *"An interduction to the rock – formingminerals"*,17th ed., (1986) Longman Ltd, 528P.

[34] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic"*, development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology 72. (2001) 185-207.

[35] Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., "*Confirmation of theempirical Correlation of Al in hornblende With Pressure of solidification of CalcalkalinePhutons"*, American Mineralogist 72., (1987) 231-239.

[36].Hammarstrom J.M., Zen E., *"Aluminum inhornblende: An empirical igneous mineralization in volcanic rocks host copper-silver volcanogenic massive sulfide deposit, Southeast Shahrood"*, Iranian Journal of Geology 10(40) (2016) 89-105 (in Persian).

[18] Tashi M., Mousivand F., Ghasemi H., *"Cu-Ag Besshi type volcanogenic massive sulfide mineralization in the Late Cretaceous volcano-sedimentary sequence: the case of Garmabe Paein deposit ، southeast of Shahrood"*, Journal of Economic Geology 9(1) (2017) 213-233 (in Persian).

[19] Maghfouri S., Rastad E., Mousivand F., Lin Y., Zaw K., *"Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 125 (2016) 1-21.

[20] Hedayati Kharagh S.N. *"Petrology and Geochemistry of Goft Granitoidic Pluton, Southwest of Sabzevar",* M.Sc. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Semnan, Iran (2017).

[21] Kazemi Z., *"Petrology, Geochemistry and tectonic model of Late Cretaceous magmatism in northern edge of the central Iran zone (Sothwest of Sabzevar)",* Phd. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Semnan, Iran (2018).

[22] Ghasemi H., Kazemi Z., Mousivand F., Griffin W., *"Whole-rock geochemistry and mineral chemistry of the Late Cretaceous dacites in SW Sabzevar: constrain on their origin and tectonic setting",* Petrology, 9(35) (2018): 79-100.

[23] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole – plagioclase thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433–447.

[24] Vyhenal C. R., Mc Sween H. Y., Speer J. A., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist 76 (1991) 176-188.

[25] Leake B. E, Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A. J., Feraris G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C. N., Whittaker E. J. W,

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]

[41] Wass S. Y., *"Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks"*, Lithos 12 (1979) 115-132.

[42] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH2O= 5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Journal of Petrolology 17 (1973) 139-193.

[43] Soesoo A.,*"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation P-T estimations"*, Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen) 119 (1997) 55-60.

[44] Lindsley D.H., *"Pyroxene thermometry"* , American Mineralogist, 68 (1983) 477-493.

[45] Bertrand P., Mercier J. C., *"The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?"*. Earth and Planetary Science Letters 76 (1985) 109-122.

geobarometer" American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[37] Anderson J. L., Smith D. R., "*The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559

[38] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al- in- hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310 .

[39] Hynes A ,*"A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites"*, Contributions of Mineralogy and Petrology 81. (1982) 119-125.

[40] Wones D. R., *"Significance of assemblage titanite +magnetite +quartz in granitic rocks"*, American Mineralogist 74 (1989) 744-749 .

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.667]